LIBRARY
JAN 20 1961

RÉPUBLIQUE TUNISIENNE

SECRÉTARIAT D'ÉTAT A L'INDUSTRIE
ET AUX TRANSPORTS

STATION OCÉANOGRAPHIQUE
DE SALAMMBO

BULLETIN

N° 54

Etudes séismiques par réfraction au large du bassin de la Medjerda

par

Pierre MURAOUR

1959

IMPRIMERIE DE LORRAINE - TUNIS

RÉPUBLIQUE TUNISIENNE

SECRÉTARIAT D'ÉTAT A L'INDUSTRIE
ET AUX TRANSPORTS

STATION OCÉANOGRAPHIQUE
DE SALAMMBO

BULLETIN

N° 54

Etudes séismiques par réfraction au large du bassin de la Medjerda

par

Pierre MURAOUR

1959

La Vedette « Serpent de Mer ». Sur le pont un hydrophone et son câble. Dans le fond le cap Gammart

Abstract. — A series of seismic refraction studies were made off the basin of the Medjerda river in order to define precisely its deep geological features. These seismic refraction measurements pointed out the presence of three layers (unconsolidated, semi-consolidated) with, respectively, the velocities of 1730 m/s, 3580 m/s and 4850 m/s. Considering the geological studies made in the region of Tunis, we may state that the first formation corresponds to the Upper Tertiary, Quaternary and recent deposits ,the second one to the Eocene-Jurassic complex and the third one to the Keuper evaporites.

These studies principally made evident the littoral type of the terrestrial deposits of the Medjerda river from the Pliocene till nowadays and the importance of the gypseous formations constituting a plastic basis on which were deposited the sediments of the basin.

Nous avons entrepris, en 1958, dans le golfe de Tunis, des études séismiques par réfraction en vue d'élucider certains problèmes géologiques, principalement au large de l'oued Medjerda. Ces études ont été possibles grâce au concours matériel que nous a prêté la Station Océanographique de Salammbô en mettant ses bateaux à notre disposition, ce dont nous remercions vivement son Directeur, M. Douik.

Au cours de ces travaux, nous avons utilisé simultanément deux bateaux : la vedette rapide « Serpent de Mer » et le chalutier de recherches « Dauphin ». Le premier, en raison de ses installations spacieuses, fut destiné au rôle de bateau porteur des appareils d'enregistrement, tandis que le « Dauphin » servit pour les ébranlements séismiques étant donné les facilités qu'il offre pour le travail à la mer. Les deux bateaux étaient pourvus d'un sondeur à ultra-sons et d'un poste émetteur de radio, ce qui permit une liaison constante entre les points d'enregistrement et les points d'explosion.

L'appareillage utilisé au cours de ces expériences était celui décrit dans une précédente publication (1958), à cette différence près que nous avons mis en service deux hydrophones, disposés l'un à bâbord de la vedette, l'autre à tribord. Ces deux hydrophones n'étaient pas identiques bien que tous les deux du type électro-dynamique. Le premier possédait une courbe de réponse de 1 à 1000 p.p.s., avec un maximum de sensibilité entre 10 et 100 périodes, tandis que la courbe de réponse du second s'étalait entre 50 et 5000 p.p.s., avec un maximum de sensibilité entre 800 et 1000 périodes.

METHODE ET INTERPRETATION

Notre méthode est inspirée de celle de M. Ewing et son équipe auxquels on doit de remarquables travaux à très grande échelle. Il convient, cependant, de rappeler rapidement les hypothèses sur lesquelles sont basées ces méthodes :

a) Chaque couche est limitée, au sommet et à la base, par un plan et transmet les ondes séismiques avec une vitesse constante

b) A l'interface de deux couches, le parcours d'une onde est déterminé par la loi de Snell.

c) Quand une onde incidente traverse une couche avec une vitesse v_1 elle se réfracte à la surface de la couche sous-jacente, formant au point d'incidence un angle α (angle limite), et a une vitesse apparente $v_2 = v_1/\sin \alpha$ le long de la surface de cette couche sous-jacente.

d) Tout temps de parcours demeure invariable quand le point d'explosion et le point d'enregistrment sont permutés, à condition que les couches soient horizontales.

Dans la méthode par réfraction, les mesures reposent essentiellement sur la variation des temps de parcours des ondes séismiques par rapport aux distances séparant les points d'explosion des points d'enregistrement le long d'un profil. Les données temps-distances observées sur les enregistrements permettent l'établissement de courbes pour lesquelles les distances sont portées en abcisse et les temps de parcours en ordonnée.

Pour la réfracton sous-marine, les formules employées sont les formules classiques de la réfraction en général, à savoir :

$$t_1 = \frac{x}{v_1}, \qquad t_2 = \frac{2h_1}{v_1}\cos\alpha + \frac{x}{v_2}$$

$$t_3 = \frac{2h_1}{v_1}\cos\theta_1 + \frac{2h_2}{v_2}\cos\theta_2 + \frac{x}{v_3}$$

avec $\sin\alpha = \frac{v_1}{v_2}$, $\sin\theta_1 = \frac{v_1}{v_3}$, $\sin\theta_2 = \frac{v_2}{v_3}$,

d'où l'on tire v_1, v_2, v_3, h_1, h_2, grâce aux données des courbes établies :

$$\Delta t_1 = \frac{2h_1}{v_1}\cos\alpha$$

$$\Delta t_2 = \frac{2h_1}{v_1}\cos\theta_1 + \frac{2h_2}{v_2}\cos\theta_2$$

$$h_1 = \frac{\Delta t_1}{2} \cdot \frac{v_1 v_2}{\left(v_2^2 - v_1^2\right)^{\frac{1}{2}}}$$

$$h_2 = \frac{v_2}{2\left(v_3^2 - v_2^2\right)^{\frac{1}{2}}}\, v_3 \Delta t_2 - v_2 \Delta t_1 \left(\frac{v_3^2 - v_1^2}{v_2^2 - v_1^2}\right)^{\frac{1}{2}}$$

Dans le cas où les couches sont inclinées, les vitesses obtenues lors de l'établissement du profil aller et du profil retour sont, pour une même couche, différentes et ne représentent que des vitesses apparentes. M. Ewing (1956) a établi une série de formules relatives à plusieurs couches inclinées, permettant le calcul des vitesses réelles et de l'inclinaison des couches. Ainsi, dans le cas de deux

couches, cas que nous aurons à considérer dans ce travail, on devra appliquer les formules suivantes :

$$\frac{v_1}{v_{2a}} = \sin (\alpha - \omega_{1-2})$$

$$\frac{v_1}{v_{2b}} = \sin (\alpha + \omega_{1-2})$$

$$\frac{v_1}{v_2} = \sin \alpha \quad \text{et} \quad \Delta t_{2a} = \frac{2h_{1a}}{v_1} \cos \alpha$$

où v_{2a} et v_{2b} représentent les vitesses apparentes obtenues respectivement pour les profils aller et retour, ω_{1-2} l'angle que fait l'interface des couches 1 et 2 avec la surface de la couche 1 et Δt_{2a}, l'ordonnée à l'origine de la courbe du profil ayant donné v_{2a}.

CORRECTIONS

Enfin, il est parfois nécessaire de corriger les variations de la profondeur des charges et des hydrophones. Signalons, à cet effet, que T.F. Gaskell, M.N. Hill et J.C. Swallow ont récemment proposé (1958) une méthode de correction des temps de parcours en vue de les ramener aux valeurs qu'ils auraient eues si les charges et les hydrophones avaient été à la surface de l'eau. Ainsi, pour les ondes provenant de la $n^{ième}$ couche, le terme exprimant le temps de parcours dans l'eau est :

$$2h_o \left(\frac{1}{v_o^2} - \frac{1}{v_n^2} \right)^{\frac{1}{2}}$$

où h_o est la profondeur de l'eau, v_o la vitesse du son dans l'eau et v_n la vitesse dans la $n^{ième}$ couche.

La correction pour les profondeurs des charges et des hydrophones, respectivement désignées par d et d', est égale à :

$$d + d' \left(\frac{1}{v_o^2} - \frac{1}{v_n^2} \right)^{\frac{1}{2}}$$

où les valeurs de v_n n'ont besoin d'être connues qu'approximativement étant donné la faible importance de ces corrections.

Cependant il est parfois souhaitable d'effectuer des corrections quelque peu plus rigoureuses. Nous proposons, à cet effet, les formules suivantes.

Si h représente la profondeur de l'eau, v_o la vitesse dans l'eau, v_n la vitesse dans la $n^{ième}$ couche, le temps de parcours (t_o) dans l'eau depuis le fond jusqu'à la surface sera :

$$t_o = \frac{2h}{\cos i \, v_o} = \frac{2h \, v_n}{v_o \left(v_n^2 - v_o^2 \right)^{\frac{1}{2}}}$$

Si l'on appelle d la profondeur de l'explosif et d' celle de l'hydrophone, le temps de parcours réel dans l'eau (t_d) sera :

$$t_d = \frac{v_n \, (2h - d - d')}{v_o \left(v_n^2 - v_o^2 \right)^{\frac{1}{2}}}$$

ou encore $t_d = \dfrac{2v_n \, (h - d)}{v_o \left(v_n^2 - v_o^2 \right)^{\frac{1}{2}}}$ si l'on fait en sorte que $d = d'$

Enfin, si l'on ramène les temps de parcours aux valeurs qu'ils auraient eues si l'explosif et l'hydrophone avaient été à la surface de l'eau, il est nécessaire de faire une correction positive égale à :

$$\frac{2d \, v_n}{v_o \left(v_n^2 - v_o^2 \right)^{\frac{1}{2}}}$$

Notre correction positive peut être sensiblement plus importante que celle proposée par les auteurs précédents, lorsque v_o est voisin de v_n comme c'est le cas pour les sédiments récents. En revanche, dans le cas où v_n est bien supérieur à v_o la différence apportée par les deux corrections est négligeable.[1]

(1) Bien entendu, si l'on ramène les temps de parcours aux valeurs qu'ils auraient eues si l'explosif et d'hydrophone avaient été placés sur le fond, il est nécessaire d'effectuer une correction négative égale à t_d.

Une autre correction doit, cependant, être encore faite. Le terme x représente la distance explosif-hydrophone. Il est calculé en se basant sur le temps séparant le moment de l'explosion de celui de l'arrivée de l'onde directe et en considérant que ce trajet, dans la mer, s'est effectué à la vitesse v_o = 1500m/s. Or si l'on ramène l'explosif et l'hydrophone à la surface de l'eau, cette distance x s'est accrue de :

$$\frac{2d\ v_n}{\left(v_n^2 - v_o^2\right)^{\frac{1}{2}}}$$

Cette correction est, comme la précédente, valable dans le cas où v_n est voisin de v_o. Ainsi pour v_n = 2000 m/s et d = 30 mètres, elle est de 68 mètres, donc relativement sensible pour les cas de stations de tir proches de l'hydrophone (x = 1000 ou 1500 mètres, par exemple).

Si l'on suppose l'explosif et l'hydrophone reposant sur le fond, la distance x devra être diminuée de :

$$\frac{2v_o\ (h - d)}{\left(v_n^2 - v_o^2\right)^{\frac{1}{2}}} \qquad \text{(avec } d = d')$$

On effectuera des corrections positives ou négatives suivant les valeurs de d et d' comparées à celles de h. On aura, naturellement, toujours intérêt à pratiquer la correction la plus faible.

Comme pour les auteurs précités, dans les corrections que nous venons de proposer, les valeurs approximatives de v_n obtenues par les calculs à partir des temps bruts, non corrigés, sont suffisantes.

Lorsque la profondeur de la mer n'est pas uniforme, et c'est souvent le cas, T.F. Gaskell, M.N. Hill et J.C. Swallow proposent encore une correction, destinée à ramener le diagramme temps-distance à celui que l'on obtiendrait si la profondeur était constante.

Dans le cas de notre étude, étant donné les faibles variations de la profondeur de la mer entre le point d'enregistrement et les points d'explosion (le maximum de différence, atteint en fin de profil, est de 40 mètres), et donc, la très faible déclivité du fond, nous avons ramené les valeurs des temps de parcours à celles que l'on aurait obtenues si les hydrophones et les explosifs avaient été placés sur le fond. Ces conditions étant celles mêmes du profil-aller, nous n'avons eu à apporter de corrections qu'aux temps de parcours du profil-retour.

Les explosifs utilisés furent tantôt de la gomme, tantôt du plastic, étant donné l'intérêt qu'ils offrent de pouvoir être employés sans aucun emballage spécial pour le travail en mer. La mise à feu était électrique, système présentant le gros inconvénient d'entraîner la manipulation de fils électriques qui doivent être assez longs pour permettre l'éloignement du bateau lors des explosions dépassant 1 kg. Dans le cas de charges un peu lourdes, ce procédé nécessite, en outre, l'emploi d'un câble auquel est attaché l'explosif, de manière à pouvoir éviter, lors de l'immersion de ce dernier, toute tension des fils électriques auxquels sont connectés les détonateurs. En revanche, cette mise à feu, que l'on déclanche à partir du bateau, présente deux avantages. Tout d'abord elle permet de commander la mise en marche des appareils d'enregistrement quelques instants seulement avant l'explosion, la liaison par radio étant, nous l'avons dit, permanente. Ensuite le moment de l'explosion est obtenu d'une façon plus précise. A cet effet, on peut immerger, de 1 à 2 mètres sous la surface, un simple détonateur relié au même exploseur que celui de la charge. Un hydrophone est alors placé au voisinage même de ce détonateur dont l'explosion est transmise par radio jusqu'aux appareils d'enregistrement

Nous avons fait varier le poids des charges entre 1 kg, 500 pour les plus courtes distances et 14 kg. pour la plus longue, qui était environ de 10 km. Le tableau ci-dessous indique pour chaque station sa distance du point d'enregistrement et le poids de la charge utilisée (cf. également carte fig. 1).

Stations	Distances explosif-hydrophone	Charges en kg	Coordonnées des stations d'enregistrement
V_1	(1re station d'enregistrement)	.....	10° 20' 10'' Est Greenw 36° 56' 5''
1	1602 mètres	1,5	
2	1965	2,5	
3	3246	5	
4	4912	10	
5	8017	12	
6	10143	14	10° 24' 5'' Est Greenw 37° 37''
V_2	2e station d'enregistrement)	.....	10° 23' 20'' Est Greenw 37° 5''
1	825	1,5	
2	2787	2,5	
3	5505	10	10° 21' 18'' Est Greenw 36° 57' 40''

La distance séparant l'explosif des hydrophones est déterminée par l'intervalle de temps qui s'écoule entre l'explosion, enregistrée par radio, et l'arrivée de l'onde directe, captée par les hydrophones ,dont le trajet s'est effectué dans l'eau. Cette arrivée est toujours très nette, d'un niveau élevé et de haute fréquence, ce qui rend son identification aisée dans l'oscillogramme. Pour la détermination de cette distance, nous avons utilisé une vitesse moyenne dans l'eau de mer égale à 1.500 m/s.

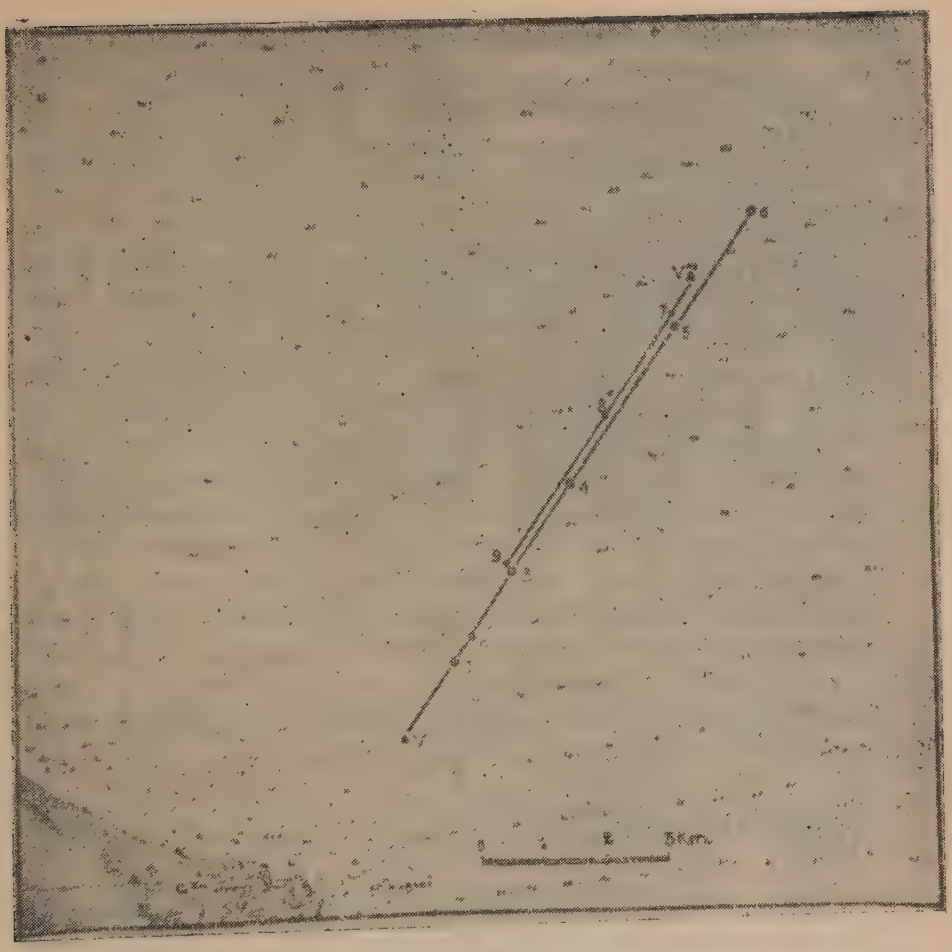

Fig. 1 — Positions des stations de tir.

V : Vedette « Serpent de Mer »
1-6 : Stations du chalutier « Dauphin » au cours du profil-aller
7-9 : Stations du chalutier « Dauphin » au cours du profil-retour

A la suite de l'onde directe, on note dans les oscillogrammes une ou deux autres impulsions, également de haute fréquence et présentant de fortes amplitudes, caractères qui permettent de conclure que le trajet de ces ondes secondaires s'est, de même, effectué uniquement dans l'eau. Ces impulsions, que l'on désigne R_1, R_2 etc..., représentent des réflexions diverses sur le fond de la mer et sous sa surface. Si l'on appelle H le temps nécessaire à l'accomplissement d'une réflexion verticale et D le temps de parcours de l'onde directe, les temps nécessaires à la première et à la deuxième réflexions auront les valeurs suivantes (cf. M. Ewing et collaborateurs, 1950, p. 240) :

Les enregistrements obtenus lors du profil-aller nous ont permis de déceler la présence de trois ensembles ayant des vitesses apparentes, respectivement, de 1730 m/s, 3150 m/s et 4950 m/s, et pouvant être rapportés à des sédiments non-consolidés, semi-consolidés, consolidés.

Les oscillogrammes du profil-retour révèle la seule présence des deux assises supérieures, l'assise consolidée n'ayant pu être atteinte en raison de la trop faible distance séparant les points d'enregistrement des points d'explosion ,par suite des incidents de tir signalés auparavant qui limitèrent, de ce fait, le profil. Dans ces oscillogrammes, la vitesse de l'assise non-consolidée est semblable à celle calculée précédemment, tandis que celle de l'assise semi-consolidée, obtenue malgré une certaine difficulté de lecture du troisième oscillogramme, se révèle supérieure à celle du premier profil, voisine de 4000 m/s, ce qui indique pour cette formation une vitesse séismique réelle de 3560 m/s et une inclinaison N-E un peu supérieure à 3°.

L'assise non-consolidée, la plus supérieure, possède, aux abords du cap Gammart, une épaisseur de 150 mètres si l'on effectue les calculs sur la base de v_1 = 1730 m/s. Or cette vitesse est celle relevée à la partie supérieure de la formation et il est très probable qu'elle doive augmenter avec la profondeur en raison de la compaction des sédiments. Il est possible également que la nature de cette assise se modifie quelque peu en profondeur. Dans de telles conditions, cette épaisseur de 150 mètres ne constitue qu'un minimum et doit être, en réalité, un peu plus importante. Elle ne doit, cependant, pas excéder 180 à 200 m. En revanche, à l'extrémité N-E du profil, la puissance de la formation non-consolidée est plus considérable. On peut l'estimer de 700 mètres.

L'assise semi-consolidée, ou intermédiaire, présente une épaisseul de l'ordre de 800 mètres. Cette épaisseur a été calculée avec une vitesse séismique v_3 = 4950 m/s, seule vitesse apparente connue de l'assise consolidée.

Enfin, si l'épaisseur de la troisième assise, la plus profonde, ne peut être définie par le fait qu'il s'agit de la dernière couche réfractrice, du moins pouvons-nous établir sa profondeur qui est d'un millier de mètres au début du profil-aller.

En comparant les résultats obtenus par l'étude séismique et les connaissances stratigraphiques que l'on possède de la région littorale environnante, nous pouvons établir les concordances suivantes :

— L'assise superficielle, non-consolidée, correspond aux dépôts de sédiments actuels, quaternaires, pliocènes, miocènes et oligocènes, sous réserve de lacunes ou de phénomènes d'érosion possibles, voire probables. Sur le rivage ouest du golfe de Tunis, l'épaisseur de l'Oligocène est très mal connue. En ce qui concerne le Miocène, les rapides variations de faciès entraînent d'aussi rapides variations d'épaisseur, celle-ci oscillant entre 3000 et 0 m, ainsi que l'a montré P.F. Burollet (1951). Notons, cependant, qu'un sondage effectué par la S.E.R.E.P.T., dans le centre du bassin, a rencontré le Miocène à partir de 500 m., des évaporites à partir de 1217 m. et des marnes gypsifères jusqu'à 1826 m, profondeur limite du sondage. Ces formations sont très probablement d'âge miocène, comparables à celles qui affleurent au N-O du bassin de la Medjerda (cf. esquisse géologique).

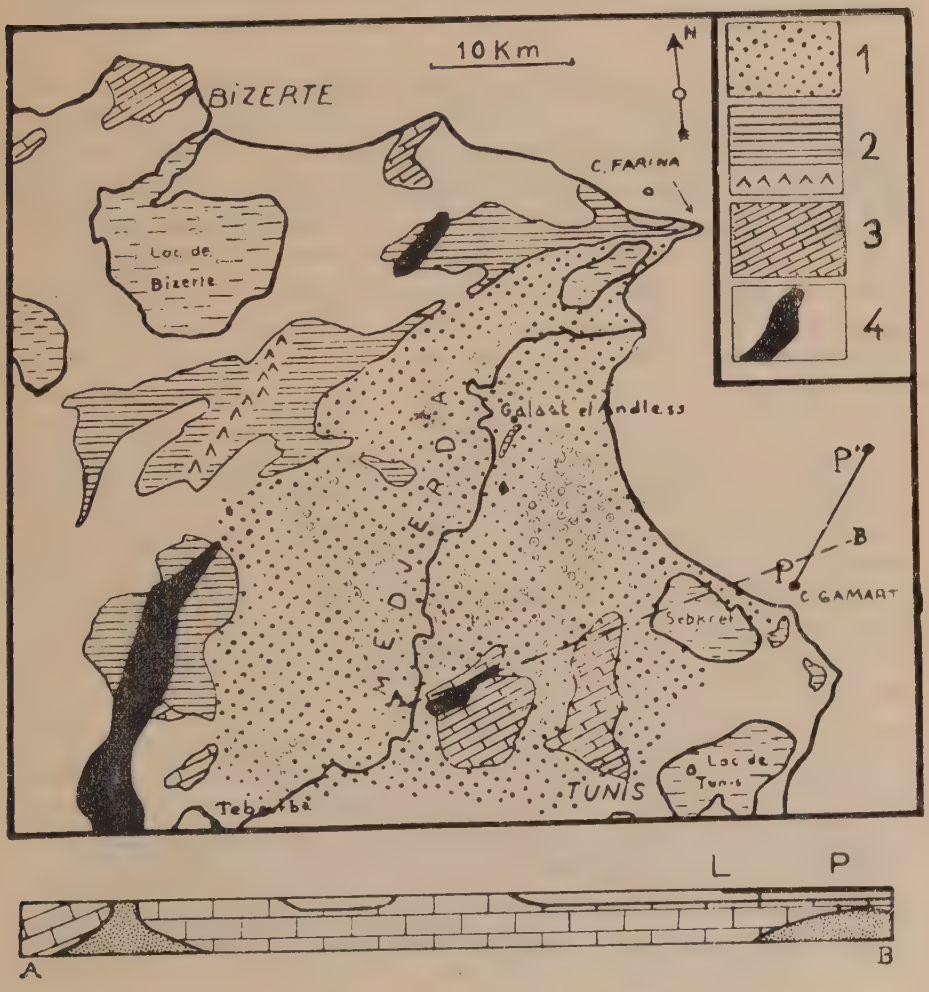

Fig. 3 — Esquisse géologique du bassin de l'oued Mederda.
1 : formations deltaïqe plio-quatenaires.
2 : Néogène avec passées d'évaporites miocènes.
3 : série éocène-Jurassique.
4 : Keuper.
△ : Sondage — L : Ligne de rivage — PP' : profil séismique.

Les sédiments du Piocène et du Quaternaire, qui sont terrigènes, sont ceux du delta de la Medjerda, remplissant les bassins paraliques du rivage ouest du golfe. Le Pliocène présente, tout comme le Miocène, de brusques variations latérales de faciès et d'épaisseur, laquelle arrive à dépasser, en certains points, 800 m. L'étude du delta avait permis à J. Pimienta de pressentir que ces dépôts ne devaient pas avoir un prolongement considérable sous la mer. On peut penser qu'une partie importante de l'assise non-consolidée est redevable aux sédiments du Miocène et peut-être de l'Oligocène. Dans de telles conditions, la part revenant au Pliocène et au Quaternaire doit être considérée comme faible, ainsi que l'admet cet auteur.

— L'assise intermédiaire, semi-consolidée, révèle une vitesse séismique permettant de la rapporter à des calcaires. Si l'on considère l'échelle stratigraphique de la région, on note l'existence de formations calcaires à l'Eocène, au Sénonien, au Cénomanien, à l'Aptien et au Jurassique. De plus, ces différents calcaires montrent des degrés de cohésion très voisins. Etant donné la présence, à la base de l'assise semi-consolidée, d'une formation consolidée, nous pensons pouvoir rapporter ces couches à l'ensemble de la série éocène-jurassique. Cependant, vu que nous ne connaissons pas l'importance de l'érosion antéoligocène, rien ne permet d'affirmer si cette série est complète, ni, dans le cas où elle ne le serait pas, à quel étage calcaire elle débute. De plus, les variations rapides de faciès et d'épaisseur que présentent, en général, en Tunisie, toutes ces formations calcaires n'autorisent aucune extrapolation, même à courte distance. Notons, du moins, que l'Eocène calcaire affleure à Tunis même et qu'au Djebel-Ahmar, situé à 15 km au Nord de Tunis, c'est-à-dire à proximité de notre zone d'étude, on observe la présence de calcaires sénoniens.

— L'assise profonde possède une vitesse séismique qui nous autorise à la rapporter à des évaporites, formations bien connues dans la région littorale. En outre, leur position sous la série éocène-jurassique nous permet de les attribuer au Keuper, avec les réserves d'usage attachées à ce terme en Afrique du Nord. Cette formation gypsifère est donc symétrique de la formation diapir du même âge, située sur l'autre bord des bassins paraliques remplis

par le delta de la Medjerda. Signalons qu'au Djebel-Ahmar, déjà cité, le Secondaire repose sur le gypse. La présence d'évaporites du Keuper sous l'ensemble des formations sédimentaires de la région qui couvre tout le bassin de l'oued Medjerda, présence confirmée par la séismique, montre que cette sédimentation aux rapides variations de faciès et d'épaisseur s'est déposée sur un fond plastique, l'isolant du substratum et dont la mobilité lui a fait subir des déformaitons caractéristiques, déformations qui ont d'ailleurs dû être encore accentuées par la présence, certes sporadique, au sein des séries sédimentaires, d'évaporites postérieures au Keuper, comme celles mises en évidence par le sondage précité ou par les affleurements signalés sur la carte.

D'une manière générale, nous pouvons conclure qu'en apportant des renseignements précis sur la fermeture de la structure géologique en mer du bassin de l'oued Medjerda, l'étude séismique souligne le caractère probablement littoral de la sédimentation et l'importance de son support salin, implicités par l'étude géologique.

Voir OSCILLOGRAMMES

aux pages 22 et 23.

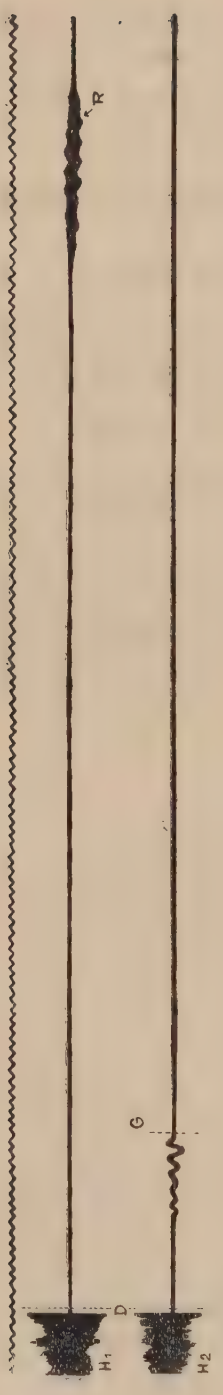

Fig. I

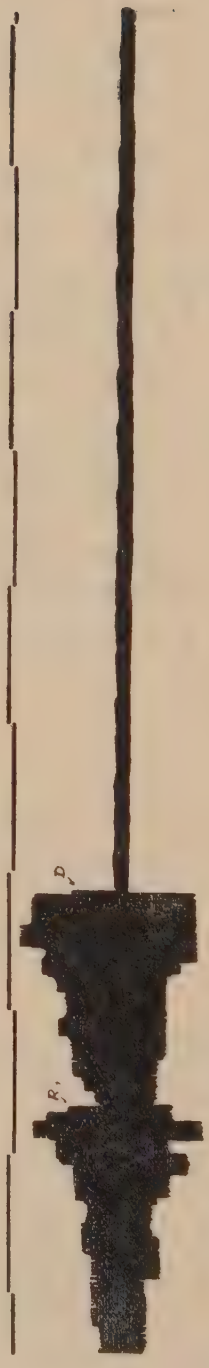

Fig. II

OSCILLOGRAMMES

Fig. I — Oscillogramme d'un tir à courte distance montrant :

R = le moment de l'explosion transmis par radio W

D = l'arrivée de l'onde directe ayant effectué son trajet dans l'eau

G = l'arrivée de l'onde captée par l'hydrophone H_2 et ayant effectué son parcours à la partie supérieure des sédiments non-consolidés. La faible amplification de cet enregistrement a permis d'éliminer le bruit de fond.

La base de temps est au centième de seconde.

Fig. II — Oscillogramme d'une onde directe D et d'une réflexion du type R (cf. texte, p. 13).

Base de temps au $\frac{1}{10}$ de seconde.

N.B. — D'autres exemples d'enregistrements, effectués dans le golfe de Tunis, ont été donnés dans une précédente publication (cf. P. Muraour, 1958).